

- [4] Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 122 с.
- [5] Шульц С. С. Планетарная трещиноватость (основные положения) // Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. С. 5—37.
- [6] Каттерфельд Г. Н. Планетарная трещиноватость и линейные элементы Земли, Венеры, Марса, Меркурия и Луны. СПб., Изд-во Междунар. фонда истории науки, 2000. 203 с.

Санкт-Петербург
Vladanokhin@yandex.ru

Поступило в редакцию
19 октября 2011 г.

Изв. РГО. 2011. Т. 143. Вып. 6

© И. Н. ДАВИДАН, Ю. П. КЛЕВАНЦОВ, В. А. РОЖКОВ, К. Г. СМЕРНОВ, Д. М. СМЕРНОВА

СИНОПТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПОЛЕЙ ВЕТРА И ВОЛНЕНИЯ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

Остались в далеком прошлом оценки скорости ветра по состоянию поверхности моря (шкала Бофорта) и визуальные определения высот и периодов волн. Но даже такие данные удалось обобщить в виде справочника [1]. Прошли даже те времена, когда были поставлены инструментальные измерения скорости ветра и возвышений поверхности моря в фиксированных точках. Они послужили основой для исследования ветра и волн на промежутке «квазистационарности», в частности для получения аппроксимативных выражений совместного распределения высот и периодов волн, а также для сопоставления визуальных оценок высот и периодов волн с обработкой инструментальных измерений [1,2].

Промежуток квазистационарности. Реальное ветровое волнение является нестационарным и неоднородным вероятностным процессом, однако при анализе экспериментальных данных для упрощения расчетов вероятностных характеристик допускаются стационарность и однородность волнового поля в пределах определенного промежутка времени и участка пространства.

В работе [2] показано, что волновое поле на отрезке времени 20 мин и участке поверхности моря порядка 10 км может удовлетворять условиям стационарности и однородности.

При этих допущениях распределения вероятностей значений высот h и периодов волн τ аппроксимируются законом

$$F(x) = P\{\zeta \geq x\} = \exp \left[-A \left(\frac{x}{\bar{x}} \right)^k \right], \quad (1)$$

где $\bar{x}$ — среднее значение, A и k — параметры.

Высоты волн подчинены закону Релея ($A = 0.785$, $k = 2$), периоды волн — закону Вейбулла (при $A = 0.712$, $k = 3$).

В иностранных работах, наряду с квантилями распределения высот волн, довольно часто используется понятие «значительная» (significant) высота (h_s), интерпретируемая как среднее значение $1/3$ наиболее высоких волн. Из (1) следует, что $h_s = 1.6h$. По данным Финского института мореведения в северной части моря 22.12.2004 г. при $h_s = 7.7$ м зарегистрирована волна высотой $h = 14$ м. В декабре 1999 г. дважды сделаны записи волн при $h_s = 7.4$ м, в январе 1984 г. — при $h_s = 7.7$ м. В Финском заливе около Хель-

синки 15.11.2001 г. при $h_s = 5.2$ м зарегистрирована волна $h = 9$ м. В южной части Ботнического залива в 1970 г. при $h_s = 5.5$ м — волна $h = 10$ м [10].

В настоящее время информационная база данных о ветре и волнении представлена в виде архива значений поля скорости ветра $V(\vec{r}, t)$ $\vec{r} \in R$ в узлах r заданной сеточной области R в синоптические сроки t [11] и значений частотно(ω)-направленной(θ) спектральной плотности волнового поля $S(\omega, \theta, \vec{r}, t)$, вычисленной по гидродинамической модели по полю ветра [3].

Обычно спектральную плотность волнения представляют в виде

$$S(\omega, \theta) = S(\omega)Q(\omega, \theta), \quad (2)$$

произведения частотного спектра $S(\omega)$ на функцию углового распределения $Q(\omega, \theta)$. Моменты частотного спектра определяются как

$$m_k = \int \omega^k S(\omega) d\omega. \quad (3)$$

Тогда m_0 — дисперсия волнового процесса, $\bar{h} = \sqrt{2\pi m_0}$, $h_s = 4\sqrt{m_0}$, $\bar{\omega} = m_1 / m_0$ — средняя частота; средний период волн может быть определен двояко: либо $\bar{\tau} = 2\pi / \bar{\omega}$, либо $\bar{\tau} = 2\pi \sqrt{m_0 / m_2}$.

Среднее направление распространения волн определяется [4] как

$$\bar{\theta} = \arctg(\sin \bar{\theta} / \cos \bar{\theta}), \quad \sin \bar{\theta} = \iint \sin \theta S(\omega, \theta) d\omega d\theta, \quad \cos \bar{\theta} = \iint \cos \theta S(\omega, \theta) d\omega d\theta.$$

Следовательно, возможные значения индивидуальных волн на промежутке квазистационарности получают по аппроксимативным выражениям распределений высот и периодов волн по заданным параметрам $\bar{h}$, $\bar{\tau}$, вычисленным по спектру $S(\omega, \theta, \vec{r}, t)$.

В зависимости от выбранной (параметрической или непараметрической) модели расчета волн по полям ветра дальнейший статистический анализ ансамбля реализаций поля волн может обсуждаться в терминах многомерной случайной или функции (4) или величины (5):

$$S(\omega_i, \theta_j, \vec{r}_k, t_s), \quad (4)$$

$$\begin{pmatrix} \bar{h} \\ \bar{\tau} \\ \bar{\theta} \end{pmatrix} (\vec{r}_k, t_s). \quad (5)$$

Синоптическая изменчивость волн и ветра. Ветровое волнение является мелко-масштабным гидрометеорологическим процессом с характерным временным масштабом несколько секунд и пространственным масштабом до нескольких десятков метров. Условия волнообразования меняются в течение нескольких часов или суток из-за движения барических образований, а также (за более продолжительное время) из-за вариации макромасштабных циркуляционных атмосферных процессов. Поэтому мелко-масштабный процесс волнения приобретает синоптическую изменчивость (штормовые условия, окна погоды). Синоптическая изменчивость ветра обусловлена генезисом циклонов (антициклонов) и динамикой этих барических образований, которая подвержена годовой ритмике и межгодовой модуляции.

Цель настоящей работы сформулирована в названии статьи.

Поля скорости ветра на высоте 10 м взяты из европейского реанализа метеорологических полей с пространственным разрешением 0.25° , поля высот волн вычислены по полям ветра по параметрической спектральной модели [3] для района центральной части Балтийского моря. Район расположен между 55.25 и 56.75° с. ш., 17.25 и 20.75° в. д.,

имеет размеры 222.6 км по широте и 167.0 км по долготе; сеточная область состоит из $15 \cdot 7 = 105$ точек. Длина реализации 30 лет (1978—2007 гг.), интервал дискретности 3 ч (синоптические сроки).

На рис. 1 приведены временные ряды высот волн $\bar{h}$ и модуля скорости ветра $V(t)$ для центральной точки района. По виду реализаций $\zeta(t)$ на рис. 1 их можно отнести к классу нестационарных, периодически модулированных (в диапазонах сезонной и межгодовой изменчивости) случайных процессов мультипликативного вида

$$\zeta(t) = \eta(t)\xi(t), \quad (6)$$

где $\xi(t)$ — периодически-коррелированный случайный процесс (ПКСР) с годовой ритмикой [6], $\eta(t)$ — стационарный случайный процесс, характеризующий синоптическую изменчивость волнения и ветра.

Для оценивания вероятностных характеристик процесса $\xi(t)$ представим реализацию $\zeta(t)$ в виде ансамбля из 30 отрезков годовой продолжительности, т. е. по $365 \cdot 8 = 2920$ значений в каждом отрезке. Для иллюстрации справедливости гипотезы (6) на рис. 2 представлено семейство квантилей $\{h_{\min}^*, h_{0.25}^*, h_{0.5}^*, h_{0.75}^*, h_{\max}^*\}$ в виде «ящиков с усами». Эти квантили для каждых суток вычислены по одноименным дням годовых выборок за все 30 лет. Из рис. 2 видно, что центр распределения (медиана $h_{0.5}^*$) уменьшается в теплый сезон года и увеличивается в холодный сезон, а его масштаб (размах $R^* = h_{\max}^* - h_{\min}^*$ или интерквартильное расстояние $Q^* = h_{0.75}^* - h_{0.25}^*$) изменяется когерентно с медианой, т. е. межгодовая модуляция зависит от сезона.

Для верификации модели (6) определим процесс $\eta(t)$ как

$$\eta(t) = \frac{\zeta(t) - m^*(t)}{\sqrt{D^*(t)}}, \quad (7)$$

где $*$ обозначает значение соответствующей оценки $m^*(t)$, $D^*(t)$ (математического ожидания и дисперсии) процесса $\zeta(t)$. Преобразование (7) исключает сезонную изменчивость за счет центрирования на среднее значение и нормировки на среднее квадратическое значение, т. е. по сути $\eta(t)$ является демодуляцией процесса $\zeta(t)$. Реализация процесса $\eta(t)$ представлена на рис. 3 для ветра и волн (в безразмерных величинах).

Демодулирующее преобразование (7) позволяет отнести $\eta(t)$ к классу стационарных случайных процессов, поскольку его математическое ожидание $m(t)$ и дисперсия $D(t)$ не меняются во времени. Процесс $\eta(t)$ имеет коррелограмму экспоненциально-косинусного вида, представленную на рис. 4. В работах [8, 9] показано, что такого вида коррелограммы характерны для синоптической изменчивости и могут быть аппроксимированы процессом авторегрессии—скользящего среднего (АРСС) порядка (2, 1). Поэтому и демодулированную последовательность высот волн и скорости ветра в синоптические сроки можно считать процессом этого же класса.

Годовая ритмика и межгодовая изменчивость волн и ветра. Аддитивной составляющей межгодовой изменчивости называют последовательность среднегодовых значений m_i ; среднегодовые значения высот волн и проекций вектора скорости ветра приведены в табл. 1. Аппроксимируем эту последовательность моделью линейной регрессии

$$m_i = \beta_0 + \beta_1 t_i + \varepsilon_i, \quad (8)$$

где β_0 , β_1 — параметры, ε_i — белый шум.

Оценки этих параметров вычисляют по формулам [7]

$$\beta_1^* = \frac{\sum_i (t_i - \bar{t})(m_i - \bar{m})}{\sum_i (t_i - \bar{t})^2}, \quad \beta_0^* = \bar{m} - \beta_1^* \bar{t}. \quad (9)$$

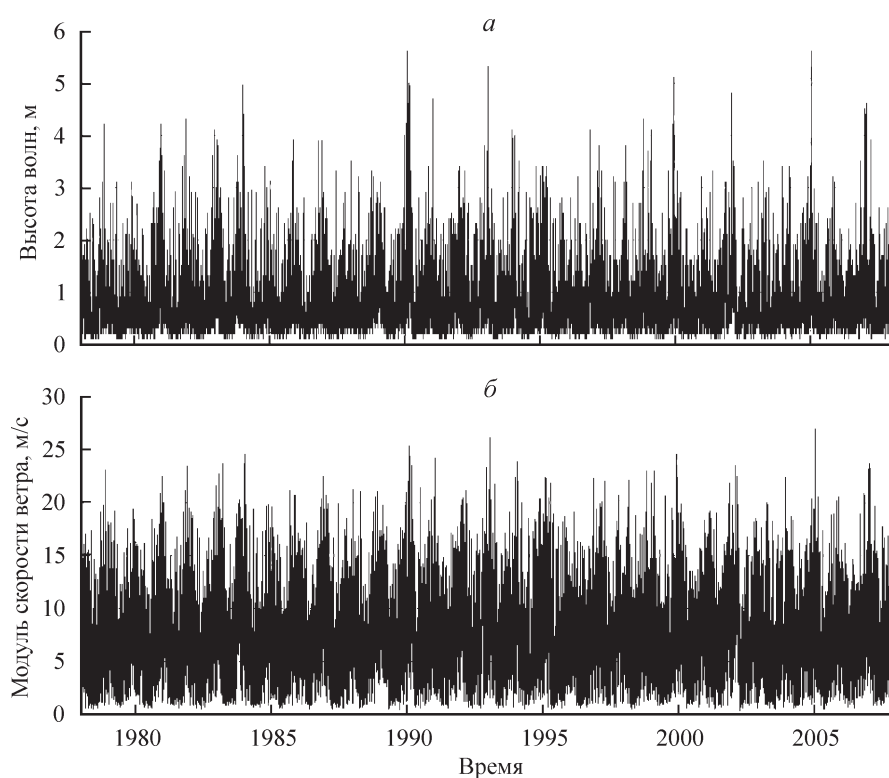


Рис. 1. Временные ряды средних высот волн (а) и модуля скорости ветра (б) в синоптические сроки.

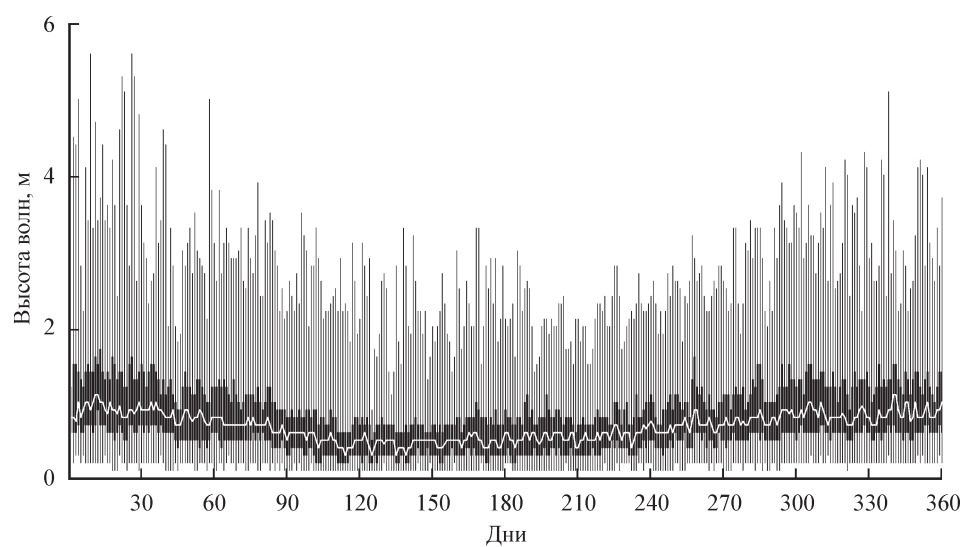


Рис. 2. Квантили ансамбля годовых отрезков временного ряда высот волн в календарные сроки.

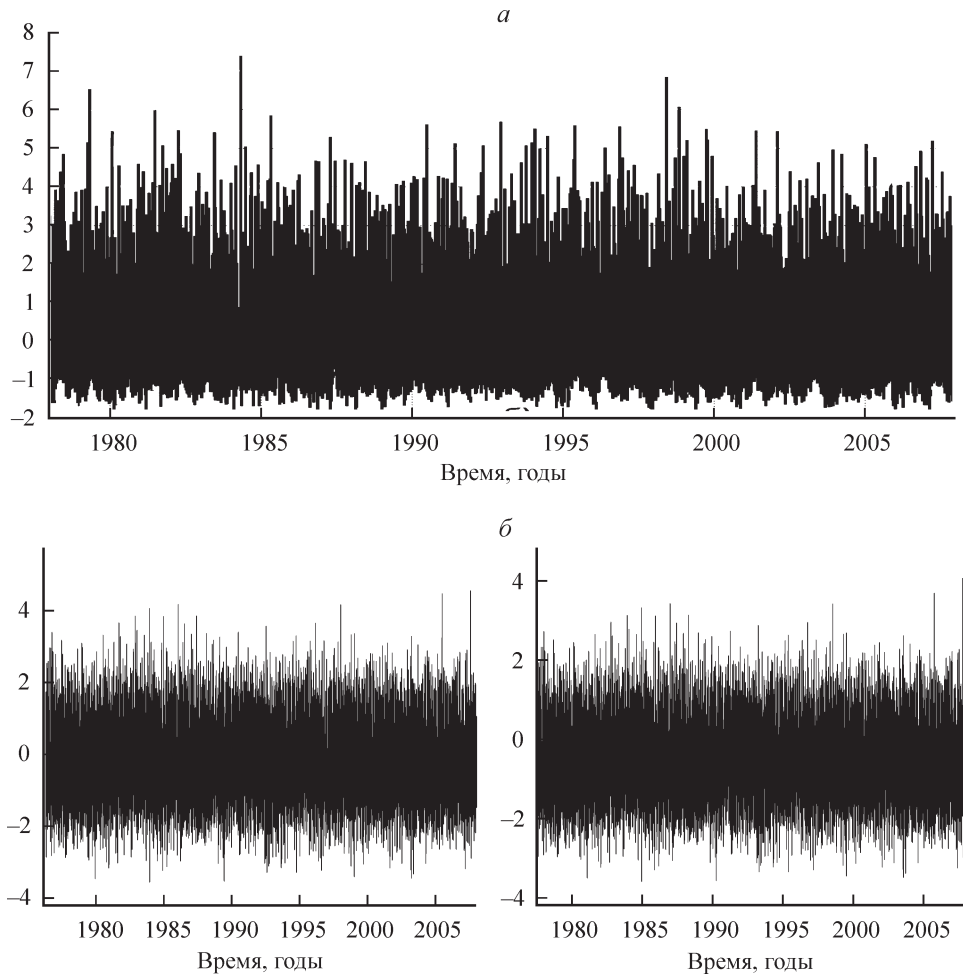


Рис. 3. Временные ряды процесса $\eta(t)$ для (безразмерных) высот волн (а), проекций скорости ветра (б).

Проверка гипотезы об отсутствии тренда ($\beta_1 = 0$) осуществляется по критерию Фишера (F) путем сопоставления величины

$$F^* = \frac{\sum_i (\hat{m}_i - m_i)^2}{s^2} \quad (10)$$

с квантилем распределения Фишера $F(1, n-2)$ с 1 и $n-2$ степенями свободы. В (10) $s^2 = \frac{1}{n-2} \sum_i (m_i - \hat{m}_i)^2$ — средняя сумма квадратов отклонений от регрессии $\hat{m}_i = \beta_0^* + \beta_1^* t_i$.

Другой критерий основан на значении коэффициента «детерминации» $R^2 = 1 - \frac{\sum_i (\hat{m}_i - \bar{m})^2}{\sum_i (m_i - \bar{m})^2}$, интерпретируемого как доля разброса значений m_i , объясняемая регрессией, по сравнению с общей дисперсией [7].

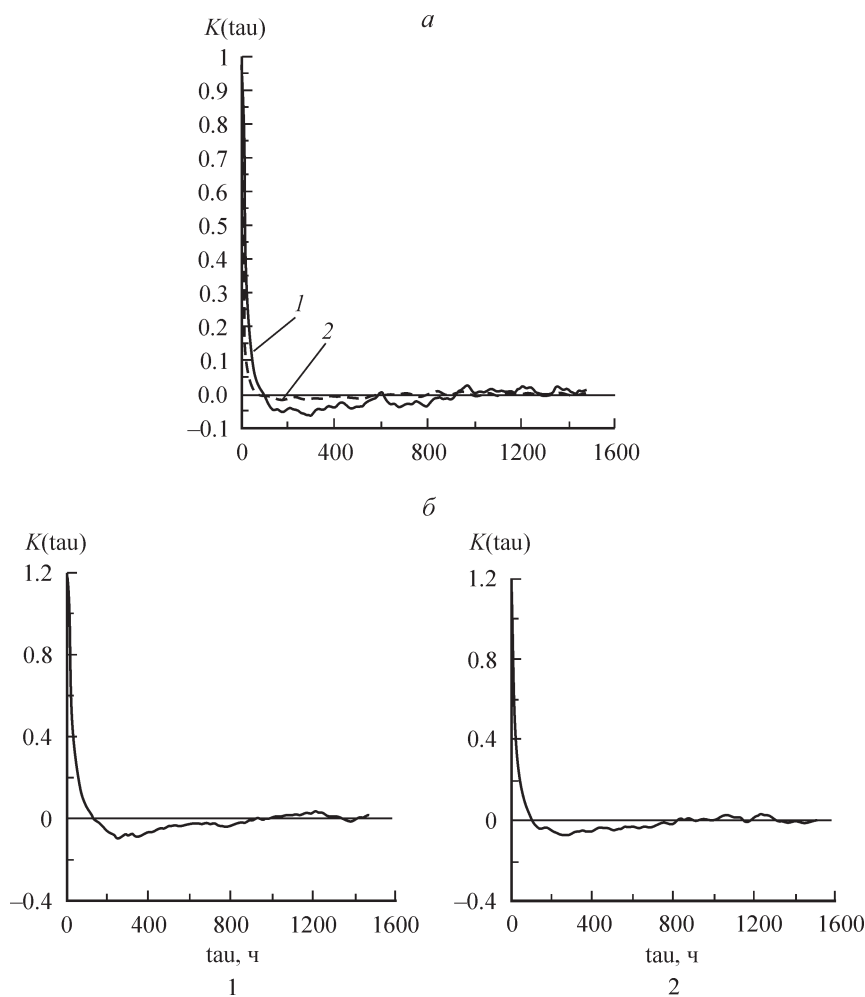


Рис. 4. Коррелограммы демодулированных временных рядов.
 a — высот волн (1), модуля скорости ветра (2); $б$ — проекций скорости ветра на меридиан (1) и на параллель (2).

Согласно табл. 1, временной ряд среднегодовых значений высот волн не имеет тренда, а ряд проекций скорости ветра имеет тренд: для v_1 — положительный, для v_2 — отрицательный.

Исходя из табл. 1 можно сделать следующие выводы.

— Среднее многолетнее значение высот волн $\bar{m}_h = 0.81$ м, СКО $\sigma_h = 0.05$ м, коэффициент $\beta_1 = 0$.

— Для проекций скорости ветра $m_{v_1} = -0.7$ м/с, $m_{v_2} = -2.3$ м/с, СКО = 0.6 и 0.8 м/с соответственно, коэффициент $\beta_1 = 0$ принимается по критерию Фишера.

— При $\beta_1 = 0$ не следует использовать критерий R^2 , так как наиболее просто интерпретировать ϵ в (8) как шум с нулевым математическим ожиданием и СКО, оцениваемым по временному ряду среднегодовых значений, т. е. $m_i = 0.81 \pm 0.05$,

$$\begin{pmatrix} v_1 \\ v_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -0.7 \pm 0.6 \\ -2.3 \pm 0.8 \end{pmatrix}.$$

— Средняя многолетняя скорость ветра $\bar{m}_v = (2.4 \text{ м/с}, 254^\circ)$.

Инварианты тензора СКО, характеризующие межгодовую изменчивость среднегодовых значений скорости ветра, равны: линейный инвариант $I_1 = 1$ м/с, длины большой

Таблица 1

Среднегодовые значения высот волн h , проекций на меридиан v_1 и параллель v_2 вектора скорости ветра, модуля скорости и направления ветра

Год	h , м	v_1 , м/с	v_2 , м/с	$ V $ м/с	φ°
1978	0.77	0.08	-1.4	1.4	273
1979	0.76	-1.58	-1.59	2.24	225
1980	0.77	-0.29	-1.28	1.31	257
1981	0.79	-0.35	-1.62	1.66	258
1982	0.75	-1.67	-2.65	3.13	238
1983	0.95	0.16	-3.68	3.68	272
1984	0.78	-1.55	-1.2	1.96	218
1985	0.77	-0.47	-2.39	2.44	259
1986	0.82	-1.59	-2.69	3.13	239
1987	0.72	-0.6	-1.28	1.41	245
1988	0.82	-1.07	-2.45	2.67	246
1989	0.82	-0.78	-3.44	3.52	257
1990	0.94	-1.36	-3.79	4.03	250
1991	0.81	-0.64	-2.64	2.71	256
1992	0.84	-0.29	-2.64	2.65	264
1993	0.85	-0.55	-2.11	2.18	255
1994	0.82	-1.04	-2.8	2.98	250
1995	0.83	-0.43	-2.71	2.74	261
1996	0.71	-0.53	-0.19	0.56	200
1997	0.81	0.27	-2.83	2.85	275
1998	0.85	-0.97	-3.04	3.19	252
1999	0.81	-1	-2.75	2.92	250
2000	0.79	-1.61	-2.68	3.12	239
2001	0.80	-0.24	-2.03	2.05	263
2002	0.80	-0.13	-1.51	1.52	265
2003	0.77	0.08	-2.19	2.19	272
2004	0.81	-0.4	-2.82	2.85	262
2005	0.81	-0.48	-1.98	2.04	256
2006	0.74	-1.05	-2.19	2.42	244
2007	0.83	-0.25	-2.8	2.81	265

λ_1 и малой λ_2 полуосей эллипса СКО равны 0.8 и 0.6 м/с соответственно, их отношение $\chi = 0.7$; большая ось имеет направление $\alpha = 262^\circ$, т. е. близка к направлению вектора $\vec{m}_{\vec{v}}$, коэффициент изменчивости $r = I_1 / |\vec{m}_{\vec{v}}| = 0.4$.

На рис. 5 представлены временные ряды среднемесячных значений высот волн и проекций скорости ветра, а также значения СКО их внутримесячных флуктуаций. На этих графиках видны годовая ритмика, обусловленная ежегодной повторяемостью смены сезонов года, и стохастичность годового образа, обусловленная межгодовой изменчивостью. Это дает основание их анализа в ПКСП-приближении для оценки математического ожидания $m(t)$, дисперсии $D(t)$ и ковариационной функции $K(t, \tau)$. Подчеркнем, что в этом приближении ряды среднемесячных значений центрируются на среднегодовые значения для исключения аддитивной составляющей межгодовой изменчивости, $m(t)$ интерпретируется как средний многолетний годовой ход, $D(t)$ — как модуляционная составляющая межгодовой изменчивости. Значения $m(t)$ и $\sigma(t) = \sqrt{D(t)}$ для волн и ветра приведены в табл. 2 и 3. Основной целью поддиапазонного анализа изменчивости ветра и волн является разложение (с помощью операций филь-

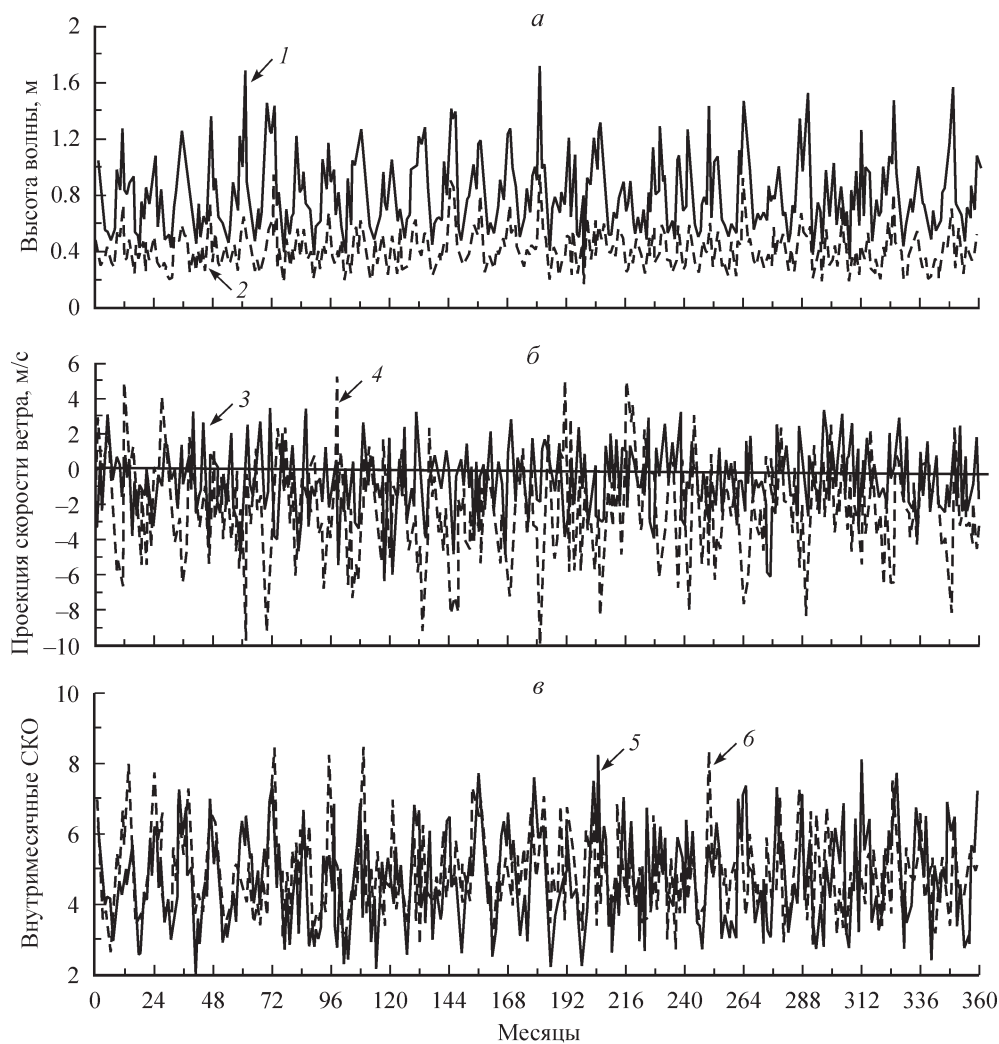


Рис. 5. Временные ряды среднемесячных значений.

a — высот волн и внутримесячных СКО (по среднесуточным значениям): 1 — средняя высота волн $m(t)$, 2 — СКО высот волн; $б$ — проекций вектора скорости ветра: 3 — v_1 , 4 — v_2 ; $в$ — внутримесячных СКО проекций вектора скорости ветра: 5 — v_1 , 6 — v_2 .

рации) временных рядов исходных данных на физически обоснованные (межгодовой, сезонный, синоптический) частотные диапазоны, позволяющие установить основные закономерности поведения реализаций (тренд, остаток, среднее, регрессия, дисперсия) в этих диапазонах. Однако, разложив единый процесс на такие составляющие и сформулировав вероятностные закономерности, присущие каждому диапазону изменчивости, всегда предполагается, что результаты анализа необходимо синтезировать (на основе вероятностной модели) и сопоставить с «нефильтрованными» данными. Поэтому в таблицах приведены значения статистических оценок вероятностных характеристик ветра и волн, вычисленные по «не центрированным» данным.

Прокомментируем результаты анализа реализаций в ПКСП-приближении.

Обозначим через $Z(t)$ многомерную случайную функцию с компонентами $\zeta_i(t)$, каждая из которых представлена временным рядом среднемесячных значений следующих случайных величин: 1) высот волн; 2) СКО их внутримесячных флуктуаций; 3),

Таблица 2

Значения $m(t)$ и $CKO(t)$, вычисленные по среднемесячным (а) и по срочным (б) рядам высот волн h , проекций скорости ветра

Месяц	а) По среднемесячным рядам						б) По значениям СКО срочных рядов каждого месяца					
	Высота волн		Скорость ветра V				Высота волн		Скорость ветра V			
			проекция на меридиан (v_1)		проекция на параллель (v_2)				проекция на меридиан (v_1)		проекция на параллель (v_2)	
	$m(t)$, м	СКО, м	$m(t)$, м/с	СКО, м/с	$m(t)$, м/с	СКО, м/с	$m(t)$, м	СКО, м	$m(t)$, м/с	СКО, м/с	$m(t)$, м/с	СКО, м/с
1	1.1	0.3	−0.9	2.0	−3.7	4.1	0.6	0.2	5.7	1.1	5.7	1.4
2	0.9	0.2	−0.2	2.1	−1.8	4.0	0.5	0.1	5.5	0.9	5.3	1.1
3	0.8	0.2	−1.0	2.0	−1.7	2.9	0.5	0.2	4.8	1.0	5.3	1.0
4	0.6	0.1	0.4	1.5	−0.4	1.8	0.4	0.1	4.4	1.0	4.1	0.7
5	0.5	0.1	−0.5	1.5	−0.4	1.5	0.3	0.1	3.5	0.6	3.9	0.8
6	0.6	0.1	−0.2	1.1	−1.9	1.6	0.4	0.1	3.6	0.7	4.0	0.9
7	0.6	0.1	−0.6	1.3	−2.7	1.6	0.4	0.1	3.4	0.7	4.1	0.8
8	0.7	0.1	−0.6	1.4	−2.7	2.0	0.4	0.1	3.8	0.6	4.5	0.8
9	0.8	0.2	−0.8	1.6	−3.1	2.7	0.5	0.1	4.7	0.8	5.0	0.8
10	0.9	0.2	−1.7	2.2	−3.1	2.5	0.5	0.1	5.3	1.0	5.4	1.2
11	1.0	0.2	−1.3	2.6	−3.0	2.8	0.5	0.2	5.7	1.3	5.5	1.2
12	1.0	0.2	−0.9	1.7	−3.3	3.0	0.5	0.1	6.0	1.0	5.5	1.0

Таблица 3

Значения $m_z(t)$ и СКО(t), вычисленные по среднемесячным значениям модуля, и направления скорости ветра (a) и по срочным значениям (b) за 1978—2007 гг.

Месяц	Скорость ветра за 1978—2007 гг.								
	a) по среднемесячным значениям								b) по срочным значениям
	$m_z(t)$		СКО(t)						$I_1(t)$
	$ m_v (t)$, м/с	Dir° , $m_v(t)$	$I_1(t)$, м/с	$\lambda_1(t)$, м/с	$\lambda_2(t)$, м/с	$\chi(t)$	$\alpha^\circ(t)$	$r_s(t)$	
1	3.8	257	4.57	4.06	1.93	0.476	–86	1.57	9.04
2	1.81	264	4.56	4.06	1.89	0.466	76	3.28	8.45
3	1.91	240	3.55	2.86	2.00	0.697	86	2.54	7.87
4	0.53	315	2.41	1.85	1.48	0.800	–78	6.33	6.65
5	0.6	222	2.13	1.67	1.25	0.750	48	4.84	5.82
6	1.95	265	1.97	1.72	0.88	1.509	64	1.33	6.00
7	2.72	257	2.12	1.80	1.04	0.580	57	1.04	6.00
8	2.75	257	2.45	2.02	1.32	0.652	74	1.21	6.52
9	3.16	255	3.19	2.72	1.57	0.578	–88	1.36	7.53
10	3.51	242	3.42	2.65	2.06	0.775	–59	1.34	8.38
11	3.3	247	3.89	3.10	2.22	0.715	–51	1.61	8.81
12	3.45	256	3.46	2.99	1.62	0.540	82	1.34	9.06

4) проекций скорости ветра; 5), 6) СКО их внутримесячных флюктуаций; 7) скорости ветра; 8) тензора СКО значений ее внутримесячных флюктуаций.

Система этих временных рядов $Z(t)$ в ПКСП-приближении имеет ритмическую структуру, поскольку математическое ожидание $m_z(t)$ и дисперсия $D_z(t)$ меняются от сезона к сезону; $m_z(t)$ характеризует годовой ход средних многолетних среднемесячных значений, $D_z(t)$ — межгодовую модуляцию среднемесячных значений и СКО внутримесячных флюктуаций. Согласно табл. 2, средние высоты волн с сентября по март принимают значения от 0.8 до 1.1 м, с апреля по август — 0.5—0.7 м; среднее значение СКО внутримесячных флюктуаций высот волн составляет 0.5—0.6 м зимой и 0.3—0.4 м — летом; СКО межгодовых изменений средних высот волн — 0.1—0.3 м; межгодовые изменения СКО внутримесячных флюктуаций высот волн — 0.1—0.2 м во все сезоны года.

В терминах модели (6) 2, 4 и 6-й столбцы табл. 2 (a) характеризуют модуляционную составляющую межгодовой изменчивости (МСМИ) высот волн, а табл. 2 (b) дает представление о синоптической изменчивости волн, ее сезонной и межгодовой модуляции.

Согласно табл. 3, средняя скорость ветра колеблется по модулю от 3 до 4 м/с и по направлению от 240 до 260° в холодное время года, а в теплое время года — от 0.5 до 3 м/с для ЮЗ—СЗ румбов; межгодовая изменчивость модуля средних значений скорости ветра составляет около 3 м/с летом и до 6 м/с — зимой. Правая часть табл. 3 характеризует интенсивность синоптической изменчивости ветра в терминах линейного инварианта эллипса СКО, вычисленного по срочным значениям. Из табл. 3 видно, что синоптическая изменчивость в 2—3 раза превышает межгодовую.

Совместное распределение высот волн и скорости ветра. Поскольку исходные данные — результат модельного расчета волн по полям ветра, то статистическая зависимость между h и $\vec{V}$ постулирована в каждый из синоптических сроков и должна прослеживаться в сезонном и межгодовом диапазонах изменчивости.

Таблица 4

Зависимость высот волн от скорости ветра по румбам*

Румбы	$h_{\text{ср}}$	h_{max}	σ_h	$ V $	$ V _{\text{max}}$	$\sigma_{ V }$	Cor	N
N	0.8	3.5	0.6	7.8	23.0	4.1	0.94	8448
NO	0.7	3.3	0.5	7.0	20.0	3.6	0.94	7448
O	0.6	2.2	0.3	6.4	19.4	3.2	0.94	6624
SO	0.6	2.4	0.3	6.9	19.1	3.2	0.94	8692
S	0.7	4.2	0.4	7.3	22.4	3.4	0.95	10715
SW	0.9	5.6	0.6	8.1	25.3	3.8	0.94	16748
W	1.0	5.6	0.7	8.6	27.3	4.0	0.94	19725
NW	0.8	4.0	0.5	7.8	22.9	4.0	0.96	952.6

Примечание. *Объем выборки $N=87656$, высоты волн в м, модуль скорости в м/с.

Распределение можно представить в виде

$$f(h, |\vec{V}|, \varphi) = f(h, |\vec{V}|/\varphi) f(\varphi), \quad (11)$$

где скорость ветра $\vec{V}$ имеет модуль $|\vec{V}|$ и направление φ . Первый сомножитель в правой части (11) — условная плотность двумерного распределения высот волн и модуля скорости ветра при заданном φ , второй сомножитель — плотность распределения направления ветра. В табл. 4 приведены параметры (средние значения, оценки СКО) маргинальных распределений величин h и V , а также коэффициенты корреляции между ними для восьми секторов направлений ветра. В правом столбце указаны объемы выборок распределения случайной величины φ по румбам.

Из табл. 4 видно, что наиболее вероятен ветер западных, юго-западных и южных направлений, коэффициенты корреляции между h и V равны 0.94—0.96 для всех румбов, наибольшие высоты волн 5.6 м обусловлены скоростью ветра 25—27 м/с ЮЗ и З направлений.

Синоптическая изменчивость высот волн характеризуется последовательностью импульсов случайного процесса $h(t)$, параметризуемых случайными величинами $\{h^{(+)}, \tau^{(+)}, h^{(-)}, \tau^{(-)}\}$, описывающими величину (h) и продолжительность (τ) шторма (выброса вверх, «+») и окна погоды (выброса вниз, «-») от заданного (например, среднего) уровня $\bar{h}$ [5].

Используем эту параметризацию для выделения наиболее значительного шторма в каждом году из 30 (табл. 5). За средний уровень принята средняя высота волн в конкретный месяц каждого года, а за $h^{(+)}$, $\tau^{(+)}$ — наибольшее превышение высот волн над этим уровнем и время пребывания реализации выше этого уровня; поэтому наибольшие высоты волн составляют 3—4 м, а продолжительность шторма — от 1 до 5 сут. Для согласования с табл. 4 здесь же приведена другая параметризация, при которой под штормом понимается участок реализации от наиболее низкой высоты волн в предшествующем и последующем окнах погоды; теперь наибольшие высоты волн в тех же штормах достигают 5.6 м, шторм длится дольше, а промежуток времени до следующего шторма (любой интенсивности) довольно мал.

Пространственная неоднородность полей волн и ветра.

Высоты волн $h(r, t)$ в каждый момент времени t в области R образуют выборку $\{h_i\}$, $i = 1, \dots, 105$, характеризуемую набором из пяти квантилей $\{h_{\min}, h_{0.25}, h_{0.5}, h_{0.75}, h_{\max}\}$ в виде «ящиков с усами». На рис. 6, д представлен временной ряд квантилей высот волн в заданный месяц конкретного года.

Из рисунка видно, что в один и тот же момент времени в одной из частей области наблюдается шторм, а в другой — окно погоды, т. е. поле волн неоднородно и кван-

Таблица 5
Сильные штормы за 1978—2007 гг.

а) В точке											б) В области				
Год	Месяц	День	Срок	Центрированные данные		Исходные данные					(относительно уровня 0.9 м — медиана распределения max квантиля)				
				h^+ max, м	tau ⁺ , ч	h^+ max, м	tau ⁺ , ч	tau ⁻ , ч	V , м/с	φ°	Месяц внутри года	День	Срок, ч	h^+ , м	tau ⁺ , ч
1978	11	16	21	2.9	96	4.2	306	80	23.0	259	11	17	0	4.9	117
1979	5	1	3	2.6	78	3.1	215	207	15.5	242	11	27	12	3.9	72
1980	12	16	3	3.0	24	4.2	381	6	22.4	237	12	16	6	4.4	39
1981	11	24	21	3.1	90	4.3	105	6	22.5	255	11	1	9	5	84
1982	12	16	18	3.1	63	4.1	78	15	21.5	260	12	16	21	4.8	69
1983	1	29	21	2.5	33	3.8	66	7	22.2	271	1	18	21	5.3	138
1984	1	4	3	3.6	93	5	153	12	24.4	233	1	4	3	5.6	111
1985	11	11	9	2.8	57	3.9	114	66	20.6	254	11	11	15	4.5	93
1986	10	21	15	2.9	63	3.9	231	9	18.7	248	12	2	15	4.7	309
1987	6	17	18	2.7	96	3.3	105	117	18.8	233	12	30	18	4	48
1988	1	3	9	2.5	108	3.5	135	4	21.2	247	1	3	9	3.8	123
1989	12	20	6	2.9	24	4	102	7	20.8	262	12	20	9	4.4	99
1990	1	26	21	4.2	57	5.6	189	7	25.0	239	1	26	21	6.1	165
1991	1	11	6	3.5	102	4.7	207	6	23.2	259	1	11	9	5.1	201
1992	12	3	18	2.9	78	3.8	93	6	22.7	243	12	3	21	4.3	84
1993	1	22	18	3.7	72	5.3	93	4	25.2	260	1	22	21	6.3	231
1994	1	23	6	2.9	159	4	168	10	22.2	279	1	24	3	4.8	186
1995	3	25	21	2.4	63	3.4	168	9	20.4	260	2	7	18	4.6	132
1996	11	7	12	3.1	174	4.1	219	6	22.1	253	11	7	12	4.5	342
1997	3	3	6	2.7	60	3.8	117	54	20.2	260	4	12	3	5.1	66

Таблица 5 (продолжение)

а) В точке											б) В области				
Год	Месяц	День	Срок	Центрированные данные		Исходные данные					(относительно уровня 0.9 м — медиана распределения max квантиля)				
				h^+ max, м	τ^+ , ч	h^+ max, м	τ^+ , ч	τ^- , ч	$ V $, м/с	φ°	Месяц внутри года	День	Срок, ч	h^+ , м	τ^+ , ч
1998	10	29	0	3.2	63	4.3	171	99	22.9	264	10	29	3	4.9	174
1999	12	4	9	3.8	39	5.1	57	6	24.1	250	12	4	12	5.6	384
2000	12	14	3	2.4	72	3.2	81	304	18.0	244	1	30	15	4.3	138
2001	5	18	18	2.6	72	3.3	87	111	19.0	247	11	1	6	4	426
2002	1	29	12	3.5	33	4.8	48	22	23.5	280	1	29	15	6.4	60
2003	12	6	15	2.4	84	3.4	120	11	21.4	9	5	4	9	4.3	36
2004	3	21	18	2.5	90	3.4	126	18	18.3	248	11	18	18	4.4	57
2005	1	9	3	4.2	159	5.6	180	4	27.3	257	1	9	6	6.4	336
2006	10	27	15	2.6	54	3.5	70	11	20.3	261	11	2	9	4	114
2007	3	19	6	3.2	111	3.9	48	20	19.5	227	1	14	21	5.6	225

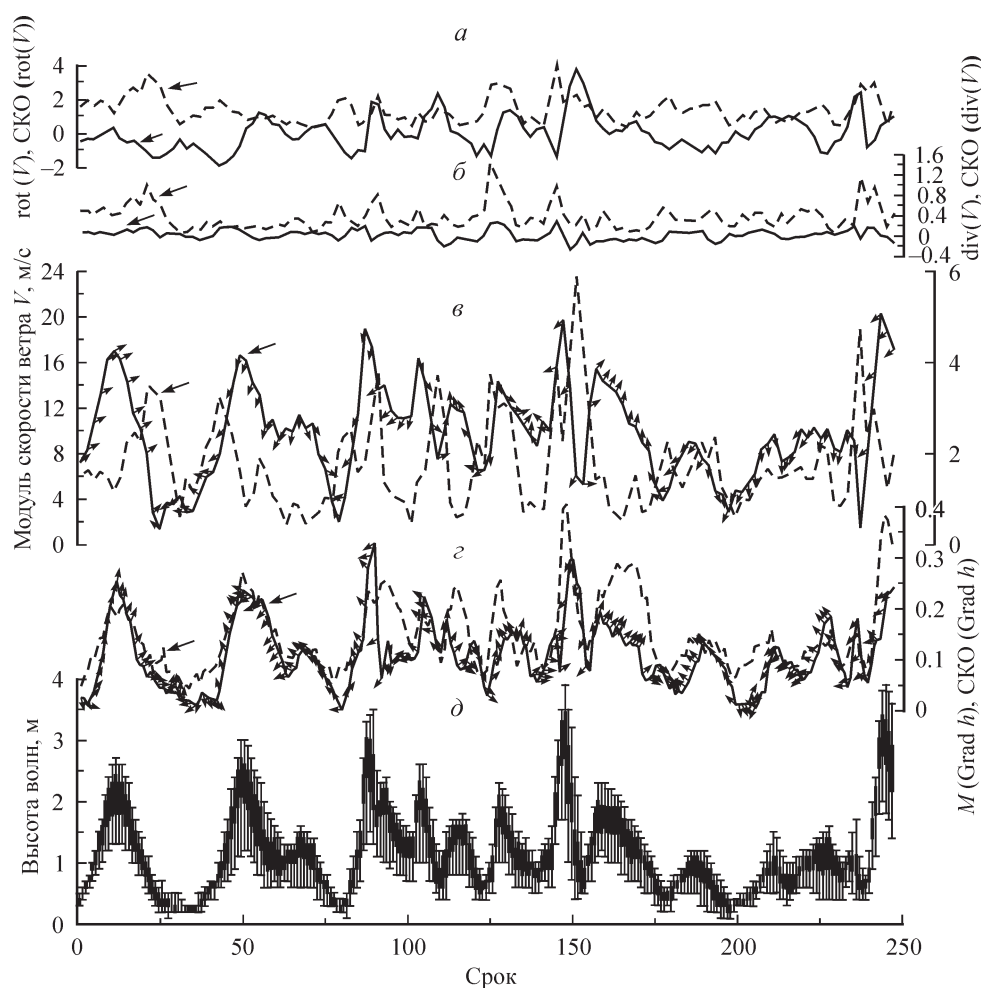


Рис. 6. Временные ряды статистических оценок вероятностных характеристик полей ветра и волн в центральной части Балтийского моря.

a — среднее значение (сплошная линия) и СКО (прерывистая линия) ротора поля ветра; *b* — среднее значение (сплошная линия) и СКО (прерывистая линия) дивергенции поля ветра; *в* — модуль (сплошная линия) и направление (стрелки) вектора поля скорости ветра, а также линейный инвариант тензора СКО значений скорости ветра (прерывистая линия); *г* — модуль (сплошная линия) и направление (стрелки) среднего вектора градиента поля волн, а также линейный инвариант тензора СКО значений градиента (прерывистая линия); *д* — квантильные трассы высот волн.

ительная степень неоднородности волнения меняется во времени. Например, во время шторма в январе 2007 г. в разных точках района наблюдался в один и тот же момент размах значений высот волн от 1 до 5 м. Анализ квантильных трасс высот волн за 30 лет показал, что медиана распределения верхнего квантиля составляет 0.9 м. В табл. 5, *б* приведены (для сравнения с табл. 5, *а*) величины превышения этого уровня. Очевидно, что разнообразие волн в поле больше, чем в фиксированной точке.

Градиент высот волн. Скалярному полю $h(\mathbf{r}, t)$ можно поставить в соответствие поле векторов градиента высот волн $\vec{\nabla}h(\vec{r}, t) = \frac{\partial h}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial h}{\partial y} \vec{j}$, где $\vec{\nabla} \equiv \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j}$ — оператор градиента; $\vec{i}, \vec{j}$ — базисные орты (ось X направлена на север, ось Y — на восток).

В области $\mathbf{R}$ частные производные $\frac{\partial h}{\partial x}$ и $\frac{\partial h}{\partial y}$ заменены конечными разностями $\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{1}{\delta x} (h_{ij} - h_{i-1,j})$, $\frac{\partial h}{\partial y} = \frac{1}{\delta y} (h_{ij} - h_{i,j-1})$.

Поле из 105 значений h_{ij} дает возможность вычислить 84 значения векторов градиента $\vec{\nabla}h = \begin{pmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \end{pmatrix}$ со средним значением вектора $\vec{m}_{\vec{\nabla}}$, представляемым в полярной системе

координат в виде модуля $|\vec{m}_{\vec{\nabla}}|$ и направления $\varphi_{\vec{\nabla}}$, и тензором дисперсии в декартовой системе координат $D_{\vec{\nabla}} = \begin{pmatrix} D_x & D_{xy} \\ D_{yx} & D_y \end{pmatrix}$, где D_x, D_y, D_{xy} — компоненты тензоров (дисперсии и ковариации).

На рис. 6, г представлены векторы $\vec{m}_{\vec{\nabla}}$ в виде модуля $|\vec{m}_{\vec{\nabla}}|$ и направления $\varphi_{\vec{\nabla}}$, а также линейный инвариант $I_{1,\vec{\nabla}}^{0.5}$ тензора СКО вектора $\vec{\nabla}_h$, вычисляемого по формуле $I_{1,\vec{\nabla}}^{0.5} = (D_x + D_y)^{0.5}$.

Эти характеристики являются основными показателями неоднородности и пространственной изменчивости поля высот волн. В данной работе их значения вычислялись через шаг сеточной области, длина этого шага принята за 1, поэтому $\vec{\nabla}_h$ — в метрах. По величине $\vec{m}_{\vec{\nabla}}$ около 0.1 м, но имеют СКО всего 0.04 м. Это означает, что за 10 шагов вполне объяснимо различие в средних значениях высот волн в 1 м (а это уже неоднородность поля волн).

Скорость ветра $\mathbf{V}(\mathbf{r}, t)$ в каждый момент времени t в области $\mathbf{R}$ образует выборку векторов $\{\mathbf{V}_i\}$, $i = 1, \dots, 105$, характеризуемую средним значением $\mathbf{m}_V$, представляемым в виде модуля $|\mathbf{m}_V|$ и направления φ_V , и тензором СКО $I_{1,\vec{V}}^{0.5}$.

Следует обратить внимание на несовпадение оценок этих величин по временному ряду в точке и по району. В частности, средняя многолетняя скорость ветра в точке 2.4 м/с и 254°, а для поля — 2.3 м/с и 198°; СКО в точке 1 м/с, для поля — 7.6 м/с; векторный коэффициент вариации в точке 0.4, а для поля — 3.3. Даже такое примитивное сопоставление позволяет определить поле ветра как неоднородное.

Градиент скорости ветра. Векторному полю $\mathbf{V}(\mathbf{r}, t)$ можно поставить в соответствие поле тензоров градиента скорости ветра $Grad \vec{V} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial \vec{r}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial V_x}{\partial x} & \frac{\partial V_x}{\partial y} \\ \frac{\partial V_y}{\partial x} & \frac{\partial V_y}{\partial y} \end{pmatrix}$. Симметричная часть этого тензора имеет линейный инвариант $I_1 = div \vec{V} = \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right)$, а косо-

симметрическая часть — инвариант $\Omega = \frac{1}{2} rot_z \vec{V} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V_y}{\partial x} - \frac{\partial V_x}{\partial y} \right)$.

Эти инварианты — скалярные величины, при фиксированном t и при замене производных конечными разностями по 105 значениям $\mathbf{V}$ можно вычислить 84 значения величин I_1 и (2Ω) , найти их средние значения (m_{div}, m_{rot}) и СКО $(\sigma_{div}, \sigma_{rot})$; их графики приведены на рис. 6, а, б. Эти характеристики являются основными показателями неоднородности и пространственной изменчивости поля ветра. Здесь их значения вычислялись через шаг сеточной области, принятый за 1, поэтому все значения скорости ветра, ее проекций и производных даны в м/с.

Среднемесячные значения дивергенции изменяются в промежутке от -0.4 до 0.4 м/с, а внутримесячные СКО изменяются от 0.2 до 0.6 м/с. Это означает, что в данном районе наблюдается как конвергенция, так и дивергенция потоков воздуха, т. е.

усиление и ослабление ветра; особенно эти пульсации проявляются в отдельных штормах и окнах погоды.

Правосторонняя и левосторонняя завихренность поля скорости ветра (циклонического и антициклонического типа) имеет среднемесячные значения ± 0.15 м/с, внутри-месячные СКО принимают значения 0.1—0.2 м/с, т. е. поле ветра можно принять за однородное, но с существенной пространственно-временной изменчивостью.

Выводы

В работе исследованы закономерности изменчивости полей ветра и волн в центральной части Балтийского моря, охарактеризована их неоднородность.

1. Временные ряды высот волн и скорости ветра можно отнести к классу нестационарных, периодически модулированных (в диапазонах сезонной и межгодовой изменчивости) случайных процессов мультипликативного вида (6). Поэтому для изучения синоптической изменчивости ветра и волн требуется применить к исходным данным демодулирующее преобразование (7).

2. Показано, что синоптическая изменчивость может быть представлена стационарным случайным процессом АРСС (2, 1), а модулирующая функция — периодически-коррелированным случайным процессом с годовой ритмикой.

3. Дана оценка регулярной составляющей годового хода, аддитивной и модуляционной составляющих межгодовой изменчивости, а также оценка их вклада в модуляцию синоптической изменчивости ветра и волн с использованием методов многомерного дисперсионного анализа.

4. Поскольку исходные данные есть результат модельного расчета волн по полям ветра, то статистическая зависимость между h и $\bar{V}$ постулирована в каждый из синоптических сроков и должна проследиваться в сезонном и межгодовом диапазонах изменчивости. Эта зависимость охарактеризована совместным распределением (11) высот волн и скорости ветра по румбам.

5. На примере района центральной части Балтийского моря показано, что принятое в современных справочниках по ветру и волнению эвристическое деление на квазиоднородные районы может быть подвергнуто дискриминации по их пространственной неоднородности и изменчивости, с использованием квантильных, дисперсионных и градиентных критериев.

Работа выполнена при поддержке федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009—2013 гг.

Список литературы

- [1] Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные / Ред. И. Н. Давидан, Л. И. Лопатухин, В. А. Рожков. Л.: Регистр СССР. «Транспорт», 1974. 359 с.
- [2] Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 287 с.
- [3] Давидан И. Н., Давидан Г. И., Дымов В. И., Пасечник Т. А. Спектрально-параметрическая модель ветрового волнения и ее преимущества при решении прикладных задач // Изв. РГО. 2009. Т. 141. Вып. 2. С. 11—23.
- [4] Давидан И. Н., Рожков В. А. и др. Вероятностный анализ пространственно-временной изменчивости полей волн // Тр. ГОИН. 2002. Вып. 208. С. 293—313.
- [5] Давидан И. Н., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А., Смирнов К. Г., Смирнова Д. М. Совместный анализ пространственно-временных ансамблей ветра и волнения // Сб. научных работ 14 съезда РГО. 2010.
- [6] Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 319 с.
- [7] Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. Т. 1. М.: Финансы и статистика, 1986; т. 2, 1987.

- [8] Рожков В. А., Рыбак О. О. Статистическое разнообразие режимных распределений высот волн // Изв. РГО. 2009. Т. 141. Вып. 6. С. 25—32.
- [9] Рожков В. А., Трапезников Ю. А. Вероятностные модели океанологических процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 271 с.
- [10] Baltic sea portal: Wave height records in the Baltic Sea. Интернет-ресурс на <http://www.itameriporttaali.fi/en/tietoa/veden>.
- [11] Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bulletin of the American Meteorological Society. 1996. V. 77. N 3. P. 437—471.

Санкт-Петербург
idavidan@rambler.ru

Поступило в редакцию
21 июня 2011 г.

Изв. РГО. 2011. Т. 143. Вып. 6

© М. А. КЛУПТ

ИММИГРАНТСКИЕ МЕНЬШИНСТВА ЗАПАДНЫХ СТРАН: ГЕОДЕМОГРАФИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА В 2000-е ГОДЫ

Интеграция иммигрантов из развивающихся стран в принимающие общества становится одной из наиболее острых проблем наступившего столетия. Цель данной статьи — охарактеризовать динамику численности иммигрантских меньшинств в западных странах, проанализировать определяющие ее демографические факторы, проследить изменения в расселении меньшинств по территории принимающих государств и отношение их населения к проблемам иммиграции в 2000-е гг.

Определение этничности в мировой статистической практике. Различия в методологии, используемой для фиксации характеристик, прямо или косвенно указывающих на этническую принадлежность, обусловлены историей страны, этническим составом ее населения, а также практическими соображениями, вытекающими из организации статистики. Наиболее существенное из таких различий состоит в том, что статистика США и Великобритании прямо фиксирует этническую принадлежность, тогда как статистика стран континентальной Западной Европы делает это лишь косвенно.

Статистикой США расовая принадлежность фиксируется начиная с первой в истории страны переписи, проведенной в 1790 г. [29]. При проведении переписей и опросов раса (*race*) и происхождение (*origin*) определяются на основе самоидентификации респондентов. Категория происхождения используется для выделения испаноязычных американцев, которые в свою очередь подразделяются — в зависимости от самоидентификации — на мексиканцев, кубинцев, сальвадорцев и т. д. При этом лица испаноязычного происхождения (*Hispanics, Latino or Spanish*) могут иметь различную расовую принадлежность. Происхождение не обязательно совпадает и с местом рождения — испаноязычный респондент, родившийся в США, может, например, определить свое происхождение как мексиканское или кубинское. Поэтому оказывается необходимым еще одно подразделение — лица, родившиеся в США или за границей у родителей-американцев, и лица, рожденные за границей.

Примером иного подхода является французская официальная статистика, в которой прямой вопрос об этничности табуирован. Тем не менее косвенное представление об этнотерриториальной структуре населения Франции можно составить, опираясь на данные об иммиграционном и иностранном населении этой страны. В первое включаются проживающие во Франции лица, рожденные нефранцузскими родителями за пре-